

太平洋北赤道流表层的分叉

王庆业^{①*}, 曹瑞雪^①, 张书文^①, 胡敦欣^②

① 广东海洋大学南海海洋环境研究所, 湛江 524088;

② 中国科学院海洋环流与波动重点实验室, 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071

* E-mail: wqysnow@yahoo.com.cn

收稿日期: 2008-04-23; 接收日期: 2008-08-16

国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB411802)、国家自然科学基金(批准号: 40806012, 40876013)、中国科学院海洋环流与波动重点实验室开放基金(批准号: KLOCAW0803)和广东海洋大学引进人才科研启动基金(批准号: E06118)资助

摘要 利用 1993~2006 年间的网格化高度计数据, 通过经验正交函数(EOF)方法研究了北赤道流在表层分叉的变化规律. 包括过去研究的季节和年际变化, 研究结果发现一些较短周期的信号(6 个月, 4 个月, 3 个月和 2 个月). 除在年际时间尺度上, 局地的风应力旋度可能是控制分叉纬度变化的重要原因. 计算的年平均分叉纬度约为 13.3°N , 1 月份最北在 14.0°N , 7 月份最南在 12.5°N . 分叉纬度的变化幅度为 1.5° , 这主要是来自年信号的贡献(1.2°)和半年信号的贡献(0.3°).

关键词

分叉
北赤道流
变化
经验正交函数

太平洋北赤道流在菲律宾沿岸分叉, 形成北向的黑潮和南向的棉兰老海流^[1]. 分叉纬度决定着副热带流环与热带流环之间的质量、热量和盐量分配. 因此, 北赤道流分叉的变化对海洋环流与气候变化起着重要作用.

目前, 已有许多关于太平洋北赤道流分叉的研究. 总的说来, 1990 年之前主要是通过一次或几次观测来确定分叉纬度, 而 20 世纪 90 年代之后, 许多研究主要关注分叉纬度的季节与年际变化. 利用 20 世纪 60 年代以前获得的水文资料, Nitani^[1]得出北赤道流大约在 $11^{\circ}\sim 14.5^{\circ}\text{N}$ 之间分叉. 根据太平洋西边界区域的水团分布, Toole 等^[2]估计分叉纬度约在 12°N . 但是, 他们由 1987 年 9 月与 1988 年 4 月的水文调查资料得出分叉纬度在 13°N 附近^[3]. Qiu 和 Lukas^[4]运用线性、随时间变化的 Sverdrup 理论和高分辨率非线性约化重力模式, 首次研究了分叉纬度的季节与年际变化; 他们认为, 分叉纬度 2 月份偏南, 10 月份偏北; 厄尔尼诺发生后的一年偏北, 拉尼娜年偏南. Qu 和 Lukas^[5]分析历史水文资料, 建立温盐气候态, 发现

深度平均的分叉纬度 7 月份偏南(14.8°N), 12 月份偏北(17.2°N). 最近, Kim 等^[6]、Wang 和 Hu^[7]认为分叉纬度夏季移向赤道, 冬季移向极地, 且与 ENSO 密切相关. 根据 1997~1998 年间的 WOCE 资料, 李丽娟 等^[8]估计分叉纬度约在 $11^{\circ}\sim 14.7^{\circ}\text{N}$ 之间, 且具有明显的年际变化. 刘钦燕等^[9]根据风应力资料和“绕岛理论”^[10], 检验了分叉纬度在印度尼西亚贯穿流与南海贯穿流中的作用.

关于北赤道流在表层的分叉, 目前有几种不同的结果. Qu 和 Lukas^[5]认为, 近表层处(小于 100 m), 分叉纬度 6 月份偏南(13.4°N), 11 月份偏北(14.8°N). Kim 等^[6]认为, 在表层分叉纬度 5 月份偏南(13.2°N), 9 月份偏北(15.1°N). Wang 和 Hu^[7]得出分叉纬度 6 月份偏南(12.9°N), 12 月份偏北(14.1°N).

过去的研究主要关注分叉纬度的年平均状态及其季节与年际变化规律, 但更短时间尺度的变化至今仍未研究. 另外, 对于其表层北赤道流分叉的季节变化, 现有的研究结果之间也存在不同的观点.

因此, 本文将利用 1993~2006 年菲律宾附近的高

时空分辨率网格化高度计资料, 分析表层北赤道流分叉纬度的多时间尺度变化特征, 尤其是在较短时间尺度上(小于 1 a), 并试图探讨其变化的可能机制.

1 数据与分析方法

本文所用数据是网格化的绝对动力地形, 它是 Ssalto/Duacs 产生并由 Aviso 发布的一种高度计数据产品^[11]. 绝对动力地形是由海表面高度异常与平均动力地形(MDT, Rio05)相加得到的, 分为近实时型和延迟时间型两大类. 本文采用 1993~2006 年期间“ref”版本的延迟时间型数据产品, 它是由 Topex/Poseidon, Jason-1, ERS-1/2 和 Envisat 卫星整合得出的, 水平分辨率为 $1/3^\circ \times 1/3^\circ$ (麦卡托网格), 时间间隔为 7 d. 另外, 我们还利用了 NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 (Climate Data Assimilation System I) 日平均诊断风场.

经验正交函数(EOF)是研究大气与海洋时空变化的一种实用方法, 利用此方法我们分析了 1993~2006 年期间北赤道流分叉区域绝对动力地形时间序列. 该时间序列长度为 730, 具体选择的区域是从菲律宾东海岸至 140°E , 从 7.88°N 至 18.26°N 范围. 值得一提的是, 在水深小于 200 m 处的高度计数据被剔除了.

2 结果与讨论

2.1 绝对动力地形的 EOF 模态

利用 EOF 方法, 我们分析了研究区域的绝对动力地形, 获得所有 EOF 空间模态及其相应的时间系数. 前 3 个 EOF 模态分别解析总方差的 57%, 7.8% 和 3.7%. 图 1 是第一个 EOF 空间模态和其时间系数. 图 1(a) 中, 最大的变化在 13°N 附近, 由此向南和向北逐渐减小, 最大变化几乎出现在北赤道流的流轴. 值得注意的是, 在 $15^\circ\sim 17.5^\circ\text{N}$ 之间沿岸附近有一北向、舌状较大值区(图 1(a)), 我们推测它可能与黑潮起源有关. 图 1(b) 是第一个 EOF 模态的时间系数, 明显包括了许多时间尺度的信号, 如季节变化与年际变化.

在所选区域, 最明显的现象是西向的北赤道流及其分叉, 故第一个 EOF 模态代表了北赤道流流轴的南北移动或分叉点的变化. 又因为第一个 EOF 模

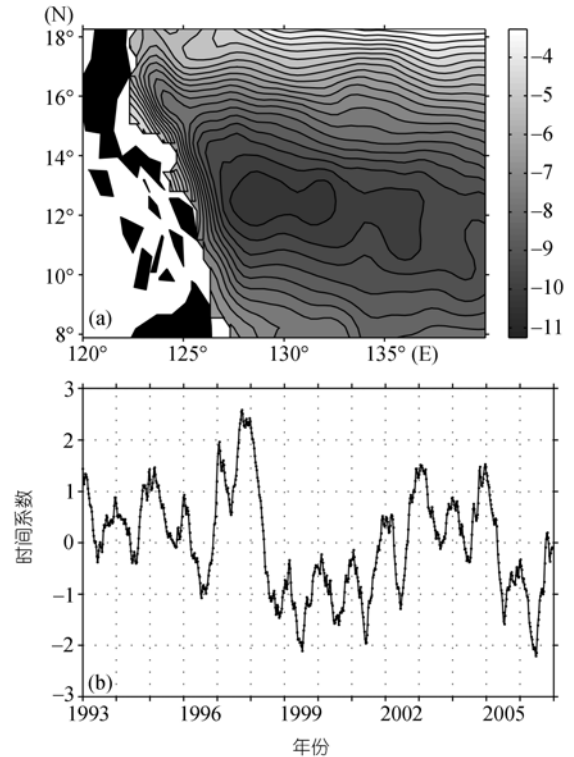


图 1

(a) 菲律宾附近绝对动力地形的第一个 EOF 空间模态; (b) 标准化时间系数

态解析了较大的方差, 所以它的时间系数(图 1(b))可以近似用于研究北赤道分叉的变化.

第二个 EOF 空间模态(未显示)展示出位于 13°N 两侧两个相反的较大值中心, 这可能表明了热带流环与副热带流环相互作用或平衡. 但由于第二个 EOF 模态解析了很小的方差, 所以本文不再深入探讨.

2.2 分叉纬度的变化及其可能的解释

在表层, 绝对动力地形资料的等值线非常复杂, 很难直接确定北赤道流分叉纬度. 因此, 根据第一个 EOF 空间模态和其时间系数, 我们重建了所选区域的绝对动力地形场. 通过与观测的绝对动力地形对比, 重建的绝对动力地形显得平滑了许多, 清楚的显示出北赤道流分叉. 于是我们计算了表层的地转速度, 并根据 Qiu 和 Lukas^[4] 的标准获得了分叉纬度. 由于第一个 EOF 模态具有较大方差, 所以我们认为利用这种方法计算的分叉纬度几乎描述了其真实情形.

图 2 是分叉纬度异常与第一个 EOF 模态时间系数, 二者具有良好的相关性是合情合理的. 当所选区域的绝对动力地形出现正(负)异常时, 北赤道流往往在高(低)纬度分叉, 这可以理解为, 热带流环加强(减弱)且其北边界北移(南移).

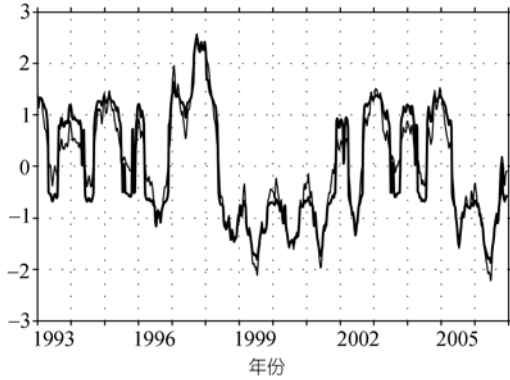


图 2 第一个 EOF 模态标准化时间系数(细线)与分叉纬度异常(粗线)之间的对比
分叉纬度异常单位: (°)

为研究表层北赤道流分叉纬度的变化, 我们对第一个 EOF 模态时间系数和分叉纬度时间序列分别做了功率谱分析(图 3). 图 3(a)显示出几个明显的信号, 其周期是 896, 358, 239, 205, 184, 119, 86 和 57 d. 图 3(b) 也显示出几个明显的信号, 其周期是 896, 358, 211, 119, 100 和 62 d. 根据图 3(a)与(b), 我们认为北赤道流分叉纬度主要包括约 2.5, 1, 0.5 a 以及 4 个月、3 个月和 2 个月的周期信号, 其中 1 a 周期的信号最为明显.

2.5 a 周期的信号可看作是分叉纬度的年际变化, 介于 ENSO 和 TBO 之间. 根据数值模式和观测数据 [4,6,7,9], 过去的研究已经发现分叉纬度的年际变化与 ENSO 密切相关. 在本文, 我们对所得的分叉纬度做了低通滤波(>2 a), 获得其年际信号(图 4). 在厄尔尼诺年(1994/1995, 1997, 2002/2003, 2004/2005), 北赤道流分叉出现在高纬度; 在拉尼娜年(1996, 1999, 2006), 分叉出现在低纬度. 相关分析显示, 年际变化与南方涛动指数密切相关, 这支持了前人的研究结果 [6,7].

过去的研究认为, 分叉纬度年际变化机制的主要解释是由赤道中太平洋风场和暖(冷)事件成熟时位于西北太平洋异常气旋(反气旋)风场所产生的西向 Rossby 波 [4,6]. 本文我们根据日平均的 NCEP 数据, 计算了赤道至 15°N, 120°E 至太平洋东边界范围的风应

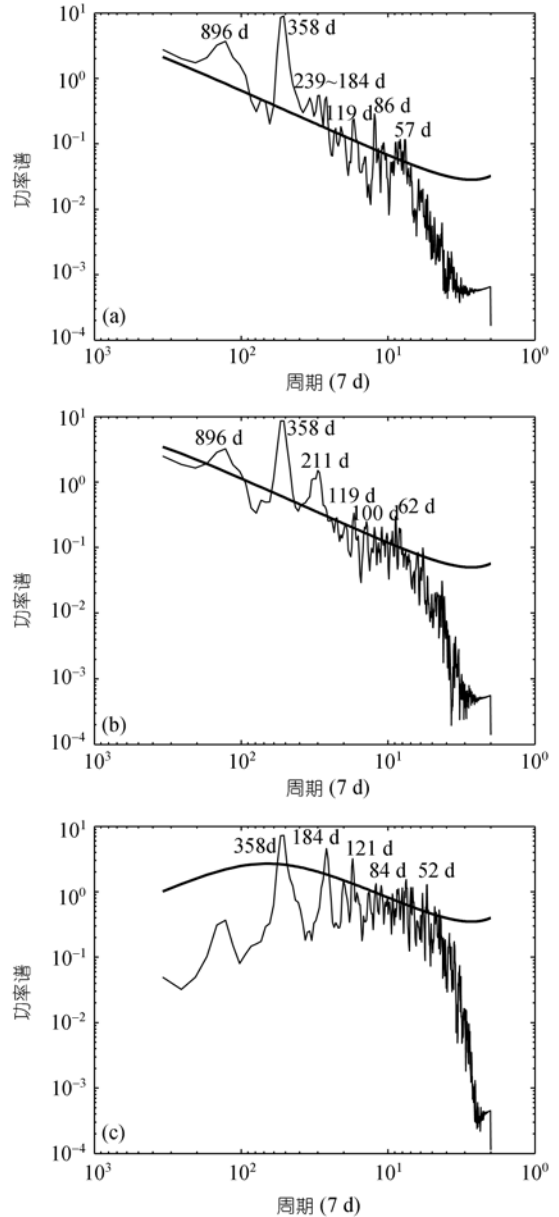


图 3 功率谱(细线)和 95%置信度曲线(粗线)
(a) 第一个 EOF 模态时间系数; (b) 分叉纬度; (c) 局地风应力旋度

力旋度, 计算区域基本与热带流环吻合. 图 4 显示, 在 1997/1998 和 2002/2003 年, 热带流环较强, 它推动分叉点北移; 而在 1999 年, 热带流环较弱, 分叉点南移. 相关分析得出, 计算区域的风应力旋度和分叉纬度相关系数为 0.57. 因此, 盆地尺度的风场是控制分叉纬度年际变化的重要因素.

1 a 周期的信号表示分叉纬度的季节变化, 过去的许多论文 [4~7] 曾对此做过深入研究. 但其他相对较

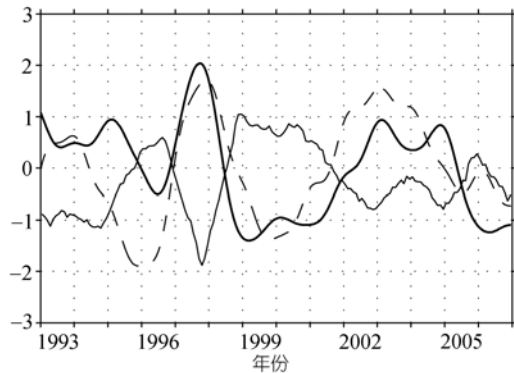


图 4 低通滤波后的分叉纬度(粗实线)、南方涛动指数(细实线)和标准化风应力旋度的异常(虚线)

短周期的信号,其周期为 0.5 年、4 个月、3 个月和 2 个月,是本文首次提出的。

远处传来 Rossby 波和局地强迫是控制分叉纬度变化的两种主要途径, Qu 和 Lukas^[5]指出局地风应力旋度与分叉纬度的季节变化密切相关。在本文,我们分析日平均 NCEP 风场数据,期望找到上文提到这些较短周期信号存在的可能解释。选取 $0^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 范围内且其时间与绝对动力地形数据的时间完全吻合的风场数据,从而建立了平均风应力旋度的时间序列。同样,对这个长度为 730 的时间序列做了功率谱分析(图 3(c))。除了 2.5 a 周期的信号外,图 3(c)显示的几个突出信号,其周期是 358, 184, 121, 84 和 52 d, 大体与分叉纬度和第一个 EOF 模态时间系数所得的信号一致(图 3(a)和(b))。因此,局地风应力旋度可能是控制周期小于 1 a 信号的一个重要甚至起主导作用的因素,但不是影响分叉纬度年际变化的重要因素。计算的年平均分叉纬度约为 13.3°N , 这与前人研究结果($13.2^{\circ}\sim 13.4^{\circ}\text{N}$)^[5-7]一致。分叉纬度的

最大值(15.8°N)发生在 1997 年 10 月 1 日,最小值(11.4°N)发生在 2006 年 6 月 28 日(图 2)。

在一年中,1 月份北赤道流分叉发生在最北端(14.0°N),7 月份发生在最南端(12.5°N),变化幅度为 1.5° ,这几乎与 Wang 和 Hu^[7]的结果一致。他们认为,6 月份表层北赤道流分叉纬度偏南(12.9°N),12 月份偏北(14.1°N)。但这与 Qu 等^[5]与 Kim 等^[6]的结果有所不同。Qu 等^[5]认为,在近表面处($<100\text{ m}$),6 月份北赤道流分叉发生在最南端(13.4°N),11 月份发生在最北端(14.8°N)。Kim 等^[6]表明,5 月份北赤道流分叉发生在最南端(13.2°N),9 月份发生在最北端(15.1°N)。这些差异可能是由水文资料分辨率相对较低或数值模拟结果有效性较差导致。

通过带通滤波的方法,我们分析了 1 和 0.5 a 这两个信号,发现它们对分叉纬度移动的贡献分别是 1.2° (约 80%)和 0.3° (约 20%),但其他更短周期信号贡献可忽略不计。

3 总结

利用 1993~2006 年菲律宾附近网格化高度计数据,我们研究了表层北赤道流分叉变化。除季节变化和年际变化外,本文还发现了分叉纬度变化中包括一些较短周期信号,其周期为 0.5 年、4 个月、3 个月和 2 个月。除在年际时间尺度上,局地的风应力旋度可能是控制分叉纬度变化的重要原因。计算的年平均分叉纬度约为 13.3°N ,1 月份最北在 14.0°N ,7 月份最南在 12.5°N 。一年内分叉纬度的变化幅度为 1.5° ,这主要是来自年信号的贡献(1.2°)和半年信号的贡献(0.3°)。

致谢 感谢审稿专家提出的建设性意见。

参考文献

- 1 Nitani H. Beginning of the Kuroshio. In: Stommel H, Yoshida K, eds. Kuroshio: Physical Aspects of the Japan Current. Seattle: University of Washington Press, 1972. 129—163
- 2 Toole J M, Zou E, Millard R C. On the circulation of the upper waters in the western equatorial Pacific Ocean. Deep Sea Res, Part I, 1988, 35(9): 1451—1482[DOI]
- 3 Toole J M, Millard R C, Wang Z, et al. Observations of the Pacific North Equatorial Current bifurcation at the Philippine coast. J

- Phys Oceanogr, 1990, 20(2): 307—318[DOI]
- 4 Qiu B, Lukas R. Seasonal and interannual variability of the North Equatorial Current, the Mindanao Current, and the Kuroshio along the Pacific western boundary. *J Geophys Res*, 1996, 101(C5): 12315—12330[DOI]
 - 5 Qu T, Lukas R. The bifurcation of the North Equatorial Current in the Pacific. *J Phys Oceanogr*, 2003, 33(1): 5—18[DOI]
 - 6 Kim Y Y, Qu T, Jensen T, et al. Seasonal and interannual variations of the North Equatorial Current bifurcation in a high-resolution OGCM. *J Geophys Res*, 2004, 109: C03040[DOI]
 - 7 Wang Q Y, Hu D X. Bifurcation of the North Equatorial Current derived from altimetry in the Pacific Ocean. *J Hydrodyn*, 2006, 18(5): 620—626[DOI]
 - 8 李丽娟, 刘秦玉, 刘伟. 太平洋北赤道流表层流速及分叉点的位置. *中国海洋大学学报*, 2005, 35(3): 370—374
 - 9 刘钦燕, 黄瑞新, 王东晓, 等. 印度尼西亚贯穿流与南海贯穿流的相互调制. *科学通报*, 2006, 51(增刊 II): 44—50
 - 10 Godfrey J S. A Sverdrup model of the depth-integrated flow for the world ocean allowing for island circulations. *Geophys Astrophys Fluid Dyn*, 1989, 45(1): 89—112[DOI]
 - 11 AVISO. Ssalto/Duacs User Handbook: (M)SLA and (M)ADT Near-Real Time and Delayed Time Products. SALP-MU-P-EA-21065-CLS, 1rev8 of the 11 July 2007, 2007